©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Der Einfluß der Schneeschmelze auf den Wärmegang der Gebirgsquellen

Von

Fritz Kerner-Marilaun

korr. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Vorgelegt in der Sitzung am 17. Februar 1938)

In einem Sonderfall ließ sich einer ziffermäßigen Beantwortung der Frage nach diesem Einflusse nähertreten. Oberhalb der Schlucht, in deren Grund die Quellreihe liegt, deren eigentümliche Thermik ich vor einigen Jahren beschrieben habe,[1] entspringt — als oberste im Gelände — eine zweite, deren Einzugsgebiet sich genau abgrenzen läßt und so eine Schätzung seiner Schmelzwassermenge ermöglicht. Links ober der Schlucht steht der Hügel, an dessen acht Auslagen vor vielen Jahren Messungen der Bodentemperaturen erfolgten.[2] So ließ sich schätzungsweise ermitteln, welche Temperaturverhältnisse der oberen Quellreihe erwüchsen, wenn sie nicht von den Schmelzwässern aus höheren Gebirgsteilen gespeist würde und durch Vergleich mit dem tatsächlichen thermischen Zustande der Einfluß jener Speisung erkennen.

Temperaturverhältnisse der Quellen.

Die besagte Quellreihe bringt die in der Schuttfüllung eines Gebirgsgrabens[3] versinkenden Wässer zutage. Eine jähe Gefällszunahme der Grabensohle (Talübertiefung) schafft eine sich quer über diese legende Kette von Wasseraustritten. In der Achse der Grabensohle ein großer Grundwasserausbruch *(A)*, links davon ein viel kleinerer zweiter *(A')*, zwischen beiden eine schwache mehrteilige Quelle *(B)*, links vom kleinen Grundwasserausbruch mehrere ziemlich schwache Wasseraustritte *(C)*, ganz links, schon am Fuße des Osthanges, eine mehrteilige starke Quelle *(D)*. Alle diese Austritte von Grundwasser wurden von mir in den Sommern 1918 und 1919 und dann in den Sommern 1934, 1935 und 1936 halbmonatlich mit einem die Abschätzung von Fünfzigstelgraden gestattenden

---

[1] F. v. Kerner, Anisothermie in Quellhorizonten und ihre geologische Deutung. Diese Sitzungsber. 141. Bd., 5.—7. Heft, 1932.

[2] F. v. Kerner, Die Änderung der Bodentemperatur mit der Exposition. Diese Sitzungsber. Bd. C, Mai 1891.

[3] Val Schwern, Gschnitztal, Nord. Die geologischen Verhältnisse beschrieben in meinen Arbeiten: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales und: Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, LXI, 1911, 3. u. 4. Heft, und LXVIII, 1918, 1. u. 2. Heft.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

geprüften Instrumente gemessen. Hiebei wurden die Monatstage 10 und 25 mit bloß eintägigen Abweichungen eingehalten. Nur im ersten Messungsjahre waren andere Messungstermine, die eine Reduktion auf die vorgenannten erheischten. Die Ablesungen ergaben erhebliche Temperaturunterschiede. Im folgenden seien die fünfjährigen Mittelwerte von je zwei Quellen der Gruppen *A*, *C* und *D* angeführt. Von Quelle *B* war nur ein Austritt beständig.

	25./VI.	10./VII.	25./VII.	10./VIII.	25./VIII.	10./IX.	20./IX.
A	4·31	4·35	4·48	4·63	4·74	4·93	5·03
B	4·21	4·24	4·29	4·35	4·40	4·45	4·48
A'	4·26	4·31	4·43	4·57	4·69	4·79	4·85
C	4·64	4·70	4·74	4·82	4·86	4·88	5·02
C'	4·74	4·74	4·78	4·85	4·93	5·00	5·18
D	4·63	4·59	4·56	4·59	4·64	4·67	4·73
D'	4·59	4·55	4·53	4·56	4·60	4·62	4·67

Sehr deutlich kommt die Verschiedenheit im jährlichen Temperaturgang in den Abweichungen vom Horizontmittel zum Ausdruck:

	I	II	III	IV	V	VI	VII
A	—17	—15	— 6	+ 1	+ 4	+17	+18
B	—27	—26	—25	—27	—30	—31	—37
A'	—22	—19	—11	— 5	— 1	+ 3	0
C	+16	+20	+20	+20	+16	+12	+17
C'	+26	+24	+24	+23	+23	+24	+33
D	+15	+ 9	+ 2	— 3	— 6	— 9	—12
D'	+11	+ 5	— 1	— 6	—10	—14	—18

Die Temperatur der Quelle *B* bleibt dauernd unter dem Mittel des Horizonts. Die Temperatur der Quellen *A* und *A'* liegt zu Ende Juni unter dem Horizontmittel, um bei *A* dasselbe im August zu überschreiten, bei *A'* es zu Ende September zu erreichen. Die Temperatur der Quellen *C* und *C'* bleibt dauernd über dem Mittel des Horizonts. Die Temperatur der Quellen *D* und *D'* liegt bis Ende Juli über, von da ab unter dem Horizontmittel. (Der Begriff „dauernd" bezieht sich im vorigen auf die Beobachtungszeitspanne, nicht auf das Jahr.) Die tiefen Frühsommertemperaturen der Quellen *A* und *B* entsprechen dem Durchzug der Schmelzwässer, welche die über der lehmigen Grundmoräne lagernde Schuttdecke reichlich durchdringen. Nach beendetem Durchzug sinkt das Grundwasser rasch bei fortlaufender Tieferlegung seiner Ausbruchsstellen. Nur stärkste Sommerregen vermögen diesen Vorgang wirksam zu verzögern. Sonst bietet Quelle *A* das Bild einer Karstquelle dar. Zu

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Ende des Frühlings ein wildschäumender Bach, im Herbste ein Netz schwacher Wasseradern in den Lücken eines trockenliegenden Blockwerks. Die absteigende Bewegung der Temperatur in den Quellen *D* bis Ende Juli entspricht dem langsamen Vordringen der Schmelzwässer am (östlichen) Rande der Grabensohle.

Temperaturverhältnisse des Erdbodens.

Die erwähnten Bodenwärmemessungen (Bischoff's che Methode) betrafen die Temperatur in 70 *cm* Tiefe und wurden von Mitte Oktober 1887 bis Mitte September 1890 allmonatlich durchgeführt. Im Sommer 1892 habe ich ebendort[4] einige Messungen der täglichen Schwankung der Bodentemperatur unmittelbar unter der Oberfläche (Kapeller'sche Extremthermometer) vorgenommen.[5] Die Val Schwern-Quellen entspringen in gegen S geneigtem Gelände, nur Quelle *D* an einem gegen SSW gekehrten Hang. Der jährliche Gang der Bodenwärme in 70 *cm* Tiefe an der Südexposition (dreijähriges Mittel) war:

Jän.	Feb.	Mrz.	Ap.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
2·3	1·2	3·4	5·7	10·0	12·3	13·4	14·5	12·8	8·4	6·0	3·6

Jahresmittel 7·8, Extremmittel 7·85, Amplitude 13·3. Aus den täglichen Extremen der Bodenwärme zunächst der Oberfläche ergibt sich als mittlere Hochsommertemperatur an der Südexposition (zwei zeitlich benachbarte Messungen mit je halbem Gewichte eingesetzt) 18·65, sonach um 4·15 mehr als in 70 *cm* Tiefe. Unter der Voraussetzung, daß das Winterminimum zunächst der Oberfläche ebensoviel unter das Minimum in 70 *cm* Tiefe hinabsinkt, als sich das Sommermaximum über jenes in dieser Tiefe erhebt, erhält man als Minimum zunächst der Oberfläche — 2·95 und als Amplitude 21·60. Man hat dann als logarithmisches Dekrement:

$$p = 0{\cdot}7\ (\log 21{\cdot}6 - \log 13{\cdot}3) = 0{\cdot}3010$$

und als Phasenverspätung für die Tiefeneinheit:

$$0{\cdot}301 : \text{arc } 1^\circ = 17^\circ 15' = 17{\cdot}25 \times \frac{73}{72} = 17{\cdot}5 \text{ Tage.}$$

Aus den vorangeführten Monatswerten berechnet sich für den jährlichen Temperaturgang in 70 *cm* Tiefe, Südexposition, die Gleichung:

$$\begin{aligned} t = 7{\cdot}8 &+ 6{\cdot}350 \sin (255^0\ 17' + \quad x) \\ &+ 0{\cdot}217 \sin (\ 90^0 \quad + 2x) \\ &+ 0{\cdot}497 \sin (129^0\ 33' + 3x) \end{aligned}$$

[4] St. Barbara-Hügel westlich von Trins, oberhalb der Schlucht „in den Höllen".

[5] F. v. Kerner, Änderung der täglichen Schwankung der Bodentemperatur mit der Exposition. Meteorolog. Zeitschr., 1893, Heft 7, p. 269.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Aus ihr erhält man für die Eintrittszeit des Minimums (bei den Werten $d = -2{\cdot}563$ und $d' = -0{\cdot}149$)

$$x = c - \frac{d\,(c-c')}{d-d'} = 28{\cdot}35 = 28°21'$$

entsprechend dem 13. Februar.

Die Jahresamplituden und die Eintrittszeiten des Wärmeminimums in den ersten 6 *m* Tiefe sind sonach:

0	1	2	3	4	5	6
21·60 16°16'	10·80 33°31'	5·41 50°46'	2·71 68°01'	1·35 85°16'	0·68 102°31'	0·34 119°46'

Als Parameter und Phasenwinkel des ersten Sinusgliedes hat man dementsprechend:

0	1	2	3	4	5	6
10·80 253°44'	5·41 236°29'	2·71 219°14'	1·35 201°59'	0·68 184°44'	0·34 167°29'	0·17 150°14'

Mit den sich so ergebenden einfachen Gleichungen erhält man folgendes Wärmebild:

	Jän.	Feb.	Mrz.	Ap.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nv.	Dez.
0	−2·52	−2·64	0·05	4·83	10·41	15·32	18·22	18·34	15·65	10·88	5·29	0·38
1	3·34	2·45	3·01	4·86	7·52	10·26	12·36	13·25	12·96	10·84	8·18	5·44
2	6·14	5·32	5·18	5·75	6·89	8·29	9·56	10·38	10·53	9·95	8·81	7·42
3	7·35	6·79	6·51	6·60	7·02	7·66	8·36	8·91	9·19	9·10	8·68	8·04
4	7·79	7·46	7·24	7·17	7·29	7·56	7·91	8·24	8·47	8·53	8·41	8·14
5	7·92	7·75	7·60	7·52	7·53	7·62	7·78	7·95	8·10	8·18	8·17	8·08
6	7·93	7·85	7·76	7·70	7·68	7·70	7·76	7·85	7·94	8·00	8·02	8·00

In 6 *m* Tiefe fallen die Extreme auf die Monatsmitten. Ihre Werte in den anderen Tiefen sind:

Tiefe	0	1	2	3	4	5
Minimum . .	−2·95	2·45	5·15	6·50	7·18	7·51
Maximum .	18·65	13·25	10·55	9·20	8·52	8·19

Die Messungen der Bodentemperaturen am erwähnten Hügel fanden in 1340 *m* Höhe statt. Die Val Schwern-Quellen liegen 1500 m hoch. Zur Reduktion auf letzteres Niveau sind die Temperaturwerte um 0·7 zu verringern. Das Dekrement und die Retardation bleiben unverändert.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Boden- und Quellentemperaturen.

In erster Annäherung kann man auch Quellentemperaturgänge durch einfache Sinuskurven darstellen. Bei den Quellen *A* und *A'* ist nach ihrem Verhalten in den Jahren 1918 und 1919, in welchen sie schon am 10. Juni gemessen werden konnten, wahrscheinlich, daß sie am 25. VI. ihr Temperaturminimum erreichen. Dann entspricht das Doppelte der Temperaturdifferenz 25. IX. bis 25. VI. der Jahresschwankung. Bei der Quelle *C'* (Minimum am 10. VII.) ist die Temperatur am 25. IX. dem Phasenwinkel 345 entsprechend (cos vers = —0·741) und der dritte Teil der achtfachen Differenz 25. IX. bis 10. VII. gleich der Jahresamplitude. Bei der Quelle *D'* (Minimum am 25. VII.) entspricht die Temperatur am 25. IX. dem Phasenwinkel 330 (sin = —0·5) und kommt das Vierfache des Temperaturunterschiedes 25. IX. bis 25. VII. als Jahresamplitude in Betracht. In Kenntnis der Amplituden *(Am)* kann man die geothermischen Tiefenäquivalente der Quellen *(T)* bestimmen und die denselben zukommenden Phasenverspätungen *(Bm)* ermitteln. Die Differenzen zwischen diesen und den Eintrittszeiten der Minima der Quellentemperaturen *(Qm)* sind auf Rechnung der von den Berghöhen kommenden Schneeschmelzwässer zu setzen. Man findet (es sei aus jeder Gruppe eine Quelle angeführt):

Quelle	*Am*	*T*	*Bm*	*Qm*	*d*
A .	1·44	3·91	83°44'	160°	76°16'
B . .	0·54	5·32	108°03'	160°	51°57'
C' .	1·18	4·19	88°34'	175°	71°26'
D'	0·56	5·27	107°11'	190°	52°49'

In Kenntnis der jährlichen Extreme der Quellentemperatur erhält man (durch deren Mittelung) in erster Annäherung auch die mittleren Jahrestemperaturen der Quellen. Die Differenzen (Δ) zwischen diesen und der in den verschiedenen Tiefen als konstant angenommenen Bodentemperatur 7·85 — 0·7 = 7·15 gehen gleichfalls auf Rechnung der Schneeschmelze auf den Höhen.

Quelle	Minimum	Maximum	Mittel	Δ
A .	4·31	5·75	5·03	2·12
B .	4·21	4·75	4·48	2·67
C' .	4·74	5·91	5·32	1·83
D' .	4·53	5·09	4·81	2·34

Der Hügel, in dessen Umkreis die Bodentemperaturen gemessen wurden, kulminiert in einer 1356 *m* hoch gelegenen Gipfelfläche. Die Schmelzwassermengen, welche da die einzelnen Messungs-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

stellen (in 1340 *m* Höhe) beeinflussen konnten, waren verschwindend klein im Vergleich zu den riesigen schneebürtigen Wassermassen, welche das Einzugsgebiet der Val Schwern-Quellen durchtränken. So kommt im Temperaturunterschied zwischen diesen Quellen und den äquivalenten Bodentiefen der Einfluß der Schneeschmelze im Gebirge voll zum Ausdruck.

Es liegt aber nahe, daß bei Quellen, welche diesem Einflusse stark unterworfen sind, die Wärmekurve ein schmales tiefes Wellental und einen breiten flachen Wellenberg aufweist. Dann muß man ein doppeltes Sinusglied beifügen, um ein angenähertes Bild zu erhalten. In der Tat reichte die einfache Sinuswelle nur bei den Quellen C' und D' dazu aus, eine befriedigende Wiedergabe der gemessenen Werte zu erzielen. Mittels der Ausdrücke:

$$t = 5{\cdot}32 + 0{\cdot}58 \sin (95^0 + x) \text{ für } C' \text{ und}$$
$$t = 4{\cdot}81 + 0{\cdot}28 \sin (80^0 + x) \text{ für } D'$$

erhält man die folgenden Werte und Wertdifferenzen gegen die eingangs kundgemachten gemessenen Werte:

	I	II	III	IV	V	VI	VII
C' . . .	4·76	4·74	4·76	4·82	4·91	5·03	5·17
Δ . .	+2	0	−2	−3	−2	+3	−1
D' . .	4·57	4·54	4·53	4·54	4·57	4·61	4·67
Δ . .	−2	−1	0	−2	−3	−1	0

Bei den Quellen A und B war ein zweites Sinusglied beizufügen, wobei — im Rahmen einfachster Annahmen —, $p'' = \frac{1}{2} p'$ gesetzt und der Phasenwinkel so gewählt wurde, daß er sich für denselben Termin wie der des ersten Gliedes (25. VI.) zu 270^0 ergänzt. Bei der Annahme eines so großen Wertes für p'' erhält der Wellenberg eine Einsattlung mit zwei seitlichen Scheiteln, welche sich halb so hoch über das Jahresmittel erheben, als der Fond des Wellentales unter dieses hinabsinkt. Die Herrschaft von unter dem Jahresmittel liegenden Werten engt sich auf viereinhalb Monate ein. Für die Quelle A bekommt man mit der Gleichung:

$$t = 4{\cdot}85 + 0{\cdot}36 \sin (110^0 + x) + 0{\cdot}18 \sin (310^0 + 2x)$$

die folgende Wiedergabe (1) der gemessenen Werte, der die mit der einfachen Welle: $5{\cdot}03 + 0{\cdot}72 \sin (110^0 + x)$ gewonnenen (2) zum Vergleiche beigefügt seien. Aus den angeschlossenen Differenzen Δ_1 und Δ_2 gegen die auf p. 44 kundgemachten gemessenen Temperaturen erhellt die durch den Aufsatz einer Doppelwelle erzielte Verbesserung. Die algebraische Fehlersumme sinkt von 0·35 auf 0·07 herab.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

	I	II	III	IV	V	VI	VII
A_1 .	4·31	4·35	4·45	4·59	4·76	4·91	5·03
A_2 .	4·31	4·33	4·41	4·52	4·67	4·85	5·03
Δ_1 ..	0	0	—3	— 4	+2	—2	0
Δ_2 .	0	—2	—7	—11	—7	—8	0

Der Temperaturgang der Quelle *B* wird durch die Gleichung:

$$t = 4{\cdot}42 + 0{\cdot}14 \sin (110^0 + x) + 0{\cdot}07 \sin (310^0 + 2x)$$

in der folgenden (1), gegenüber der Darstellung (2) durch die Welle $4{\cdot}48 + 0{\cdot}27 \sin (110^0 + x)$ verbesserten Weise wiedergegeben (Δ_1 und Δ_2 die Differenzen gegen die Messungen):

	I	II	III	IV	V	VI	VII
B_1 .	4·21	4·23	4·27	4·32	4·39	4·45	4·49
B_2 .	4·21	4·22	4·25	4·29	4·34	4·41	4·48
Δ_1 .	0	—1	—2	—3	—1	0	+1
Δ_2 .	0	—2	—4	—6	—6	—4	0

Die algebraische Fehlersumme verringert sich von 0·22 auf 0·06.

Die Quellen *A* und *B* eröffnen — in der Talachse gelegen — ein anastomosierendes Adergeflecht, durch das ein verstärkter Flüssigkeitszudrang rasch und daher unter wenig Ausgleich mit der Temperatur der Gefäßwände hindurchströmen kann, die Quellen *C'* und *D'* eröffnen — seitwärts gelegen — ein Kapillarnetz, in welchem eine verstärkte Füllung nur langsam und unter teilweisem Temperaturausgleich mit der Umgebung vorzudringen vermag.

Die vorhin bestimmten, dem Vergleich mit den Bodentemperaturen dienenden Größen nehmen — ausgenommen *Qm* und Min, deren Werte unverändert bleiben — bei der Darstellung der Temperaturgänge durch zwei Sinusglieder für die Quellen *A* und *B* folgende Werte an:

Quelle	*Am*	*T*	*Bm*	*d*	Max.	Mittel	Δ
A.	0·81	4·41	92°20'	67°40'	5·12	4·85	2·30
B .	0·32	6·07	120°58'	39°01'	4·53	4·42	2·73

Im folgenden sind die einfachen mit $p' = \frac{1}{2} Am$ und $v' = 270 - Bm$ sich ergebenden Sinusformeln für die Bodentemperaturen in den Quellentiefen und die für die Quellentemperaturen erhaltenen Gleichungen für die Monatsmitten aufgelöst. In diesen

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Jahreskurven kommt die meteorisch bedingte Kurvenasymmetrie, welche in erster Annäherung durch Aufsatz einer Doppelwelle zur Darstellung käme, nicht zum Ausdruck. Die Kleinheit von p'' und p''' im Vergleich zu p' in der Besselschen Gleichung für die Bodentemperatur in 70 *cm* Tiefe auf der Südseite des Barbarahügels (p. 45) läßt vermuten, daß, weil die Partialwellen beim Eindringen in den Boden eine starke Verminderung der Amplituden erleiden, in den Tiefenäquivalenten der Quellen fast nur mehr die Hauptwelle zur Geltung kommt. Daß die Kurvenasymmetrie bei den Quellentemperaturen auch nur geringfügig sei, ist aus der Kleinheit der Differenzen zwischen den berechneten und gemessenen Werten in der Unterhälfte des aufsteigenden Kurvenastes dieser Temperaturen zu schließen. So läßt die jährliche Änderung der Differenz zwischen der Boden- und Quellentemperatur (Δ) den zeitlichen Ablauf der thermischen Wirkung der Schneeschmelze erkennen.

	Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Spt.	Okt.	Nov.	Dez.
a	7·17	6·93	6·79	6·74	6·80	6·96	7·13	7·37	7·51	7·56	7·50	7·35
A	5·05	5·11	5·08	4·87	4·54	4·33	4·37	4·65	4·96	5·11	5·10	5·03
Δ	2·12	1·82	1·71	1·87	2·26	2·63	2·76	2·72	2.55	2·45	2·40	2·32
b	7·23	7·15	7·07	7·01	6·99	7·01	7·07	7·15	7·23	7·29	7·31	7·29
B	4·50	4·52	4·51	4·42	4·30	4·21	4·24	4·34	4·47	4·52	4·52	4·49
Δ	2·73	2·63	2·56	2·59	2·69	2·80	2·83	2·81	2·76	2·77	2·79	2·80
c'	7·13	6·84	6·63	6·56	6·65	6·87	7·17	7·46	7·67	7·74	7·65	7·43
C'	5·91	5·80	5·57	5·27	4·98	4·79	4·73	4·84	5·07	5·37	5·66	5·85
Δ	1·22	1·04	1·06	1·29	1·67	2·08	2·44	2·62	2·60	2·37	1·99	1·58
d	7·23	7·09	6·96	6·89	6·88	6·94	7·07	7·21	7·34	7·41	7·42	7·36
D'	5·09	5·07	4·99	4·86	4·71	4·60	4·53	4·55	4·63	4·76	4·91	5·02
Δ	2·14	2·02	1·97	2·03	2·17	2·34	2·54	2·66	2·71	2·65	2·51	2·34

Bei Quelle *A* erfährt Δ vom April ab eine rasche Steigerung bis zum Juli, um dann allmählich abzuklingen. Bei Quelle *B* wiederholt Δ diesen Verlauf, in viermal abgeschwächtem Maße. Δ bei Quelle *D'* ahmt mit geringer Verspätung und Abschwächung auf die Hälfte den Gang von Δ bei *C'* nach, welcher ziemlich symmetrisch ist; der Anstieg beginnt im März und dauert bis zum Herbstbeginn.

Das von Trabert[6] auf die 50jährige Periode 1851 bis 1900 reduzierte Jahresmittel der Luftwärme zu Trins (1230 *m*) ist 5·3. Die Abnahme der mittleren Jahrestemperatur pro 100 *m* in Nordtirol nach Hann[7] 0·527; sonach Jahresmittel der Luftwärme bei den Val Schwern-Quellen (1500 *m*) $5{\cdot}3 - 0{\cdot}527 \times 2{\cdot}7 = 3{\cdot}88$.

[6] W. Trabert, Isothermen von Österreich. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., LXXIII. Bd., p. 68.

[7] I. Hann, Die Temperaturverhältnisse der österr. Alpenländer, III. Teil. Diese Sitzungsber., XCII. Bd., Juniheft, p. 39.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Der Überschuß der mittleren Bodenwärme über die mittlere Luftwärme beträgt nach den Beobachtungen meines Vaters[8] in den Tiroler Zentralalpen in 1300 *m* 1·7, in 1600 *m* 2·4, sonach in 1500 *m* 2·17. Das ergibt als Expositionsmittel der Bodentemperatur in der Seehöhe der Val Schwern-Quellen 3·88 + 2·17 = 6·05. Der Überschuß der Bodenwärme an der Südseite über das Expositionsmittel beträgt im Jahresdurchschnitt am Barbarahügel 7·8 — 6·7 = 1·1. Als mittlere jährliche Bodentemperatur bei den Val Schwern-Quellen (Südexposition) wurde oben 7·15 gefunden; somit als Expositionsmittel 7·15 — 1·1 = 6·05 in (zufällig) ganz genauer Übereinstimmung mit dem vorigen Werte.

Niederschlagsverhältnisse.

Das Nährgebiet der untersuchten Quellen ist hauptsächlich der zwischen den Isohypsen 1500 und 2100 gelegene Teil des Val Schwern.[9] Um für dessen Mittelhöhe einen Schätzungswert der jährlichen Niederschlagsmenge zu erhalten, kann man die aus dem Stubai und Silltal vorgelegenen Regenmessungen kombinieren. Das hydrographische Zentralbüro gab folgende zum Teil (die eingeklammerten) wohl sehr unsicheren Zahlenwerte kund:[10]

Schönberg (Silltal)	1003 *m*	10 Jahre .	670 *mm*
Neustift (Stubai)	987 *m*	8 Jahre	(737) *mm*
Matrei (Silltal)	988 *m*	10 Jahre	771 *mm*
Vulpmes (Stubai)	927 *m*	1 Jahr	819 *mm*
St. Kathrein (Silltal)	1100 *m*	6 Jahre	872 *mm*
Trins (Gschnitztal)	1230 *m*	14 Jahre	854 *mm*
Ranalt (Stubai)	1290 *m*	2 Jahre . . .	(949) *mm*
Patscherkofl (Silltal)	1970 *m*	nur einige Sommer	(966) *mm*
Dresdner Hütte (Stubai)	2308 *m*	nur einige Sommer	(1104) *mm*

Aus diesen Werten ergab sich durch lineare Ausgleichung: $N = 0{\cdot}615 \times 1800 = 1107$, abgerundet 1100 *mm*.

Es entspricht dieser Wert einer Erhöhung um 30% gegenüber der benachbarten Talstation Trins. Eine solche möchte man für wahrscheinlich halten, weil das Val Schwern oft in Nebel und Regenschleier gehüllt ist, wenn über Trins noch die Sonne scheint.

---

[8] A. Kerner v. Marilaun, Pflanzenleben, I. Bd., Leipzig, 1887, p. 490.

[9] Auf der vom D. u. Ö. Alpenverein herausgegebenen Karte des Brennergebietes 1 : 50.000, 1920, von Ing. L. Aegerter, steht Valschwern, während — eine große sprachwissenschaftliche Inkonsequenz — die gegenüberliegenden Hochmulden mit den ihre rhätoromanische Herkunft verschleiernden bajuvarischen Namen (Faltsäm und Fallmeritz) aufscheinen. Val Schwern vielleicht vallis inferna, Höllental, wegen der Schroffheit der östlichen Felshänge.

[10] Beiträge zur Hydrographie Österreichs, X. Heft: Die Niederschläge in den österreichischen Flußgebieten. Lief. I. Das Donau- und das Marchgebiet, p. 53 u. 54. Publikation des hydrograph. Zentralbüros, Wien 1913. Betrifft die Zeitspanne 1876—1900. Die neue Veröffentlichung, betreffend die Zeitspanne 1901 bis 1925, Wien 1936, enthält von Stationen im Silltalgebiet nur Matrei.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Um für die Aufteilung der gefundenen Jahresmenge auf die Monate eine Richtschnur zu haben, muß man — mangels eines näher erreichbaren Vergleichsstoffes — die Station Salzberg bei Hall heranziehen. Die für die Zeitspanne 1876 bis 1900 vom hydrographischen Zentralbüro kundgemachten Reduktionen ergaben:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Haller Salzberg	.20·0	21·7	36·8	21·5
Innsbruck	.15·7	19·5	42·7	22·1

Für die Zeitspanne 1901 bis 1925 erhält man:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Haller Salzberg	.23·0	21·5	34·4	21·1
Hall	.17·2	20·6	40·3	21·9

Es handelt sich da um einen Fall rascher Änderung der jährlichen Niederschlagsverteilung mit der Höhe.[11]

Trins hat in 1230 *m* Höhe in den extremen Jahreszeiten noch die relativen Regenmengen des Inntales: Winter 14·9, Frühling 17·8, Sommer 41·7, Herbst 25·6. Es erscheint fraglich, ob sich diese Sachlage bis 1800 *m* hinauf in jene am Salzberge umforme. Es ist aber besser, diese Möglichkeit zu erwägen, als zu willkürlichen Annahmen zu greifen. Die relativen Monatsmengen des Niederschlages am Salzberg sind:

Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
6·0	6·2	7·9	6·2	7·6	10·9	14·2	11·7	9·2	7·1	5·2	7·8

Hieraus leiten sich für die Mittelhöhe des Val Schwern folgende absolute Monatsmengen ab:

Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
66	68	87	68	84	120	156	129	101	78	57	86

Von der geschätzten Jahresmenge des Niederschlages, 1100 *mm*, ist die jährliche Verdunstungshöhe abzuziehen, welche, da sie in unseren Klimaten über festem Boden bis zu 60 und mehr Prozent der Niederschlagshöhe ansteigen mag,[12] und das Gschnitztal eine Föhnzugstraße ist, mit 550 *mm* geschätzt sei. Ihre Aufteilung auf die Monate wurde in Unkenntnis eines im Gebiete selbst gewonnenen Verteilungsschlüssels nach einer im deutschen Klimabereich ermittelten Prozentreihe vorgenommen.

---

[11] Hann (Klimatologie, I. Bd., p. 262) führt als bemerkenswert an:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Sonnblick.	24	31	24	21
Bucheben.	19	22	35	24

Der Höhenunterschied ist hier 1904 *m*, die Horizontaldistanz 10.550 *m*, im tirolischen Falle: Höhendifferenz 928 *m*, Distanz 5800 *m*.

[12] R. Weyrauch, Die Wasserversorgung der Städte. Leipzig 1914, I. Bd., II. Abschn., Hydrologie, p. 278.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Mit den Relativwerten

Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
2·7	3·1	6·1	9·1	13·1	14·6	16·6	13·6	9·6	5·9	3·1	2·5

ergeben sich schätzungsweise als monatliche Verdunstungshöhen *(V)* und als für die Quellspeisung wirksam werdende Wasserhöhen *(W)*:

	Jän.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
V	15	17	34	50	72	80	91	75	53	32	17	14
W	51	51	53	15	12	41	65	53	49	46	41	72

Zahlenwerte des oberflächlichen Abflusses abzuziehen, erübrigt sich, weil das Einzugsgebiet der Val Schwern-Quellen obertägiger Wasserläufe entbehrt und bei heftigen Sommerregen sich vorübergehend entwickelnde Regenbächlein rasch wieder versiegen und so auch der Quellspeisung zugute kommen.

Es ist nun der schneeige Anteil der für diese Speisung verfügbaren Wassermenge festzustellen. In schärferer Fassung würde sich die Zeitspanne, während welcher der Niederschlag als Schnee fällt, durch die Termine des Unter- und Überschrittenwerdens der 0⁰-Linie durch die Temperaturkurve der wärmsten Tagesstunde kennzeichnen. Zu einer Konstruktion dieser Kurve für die in Betracht kommenden Höhenlagen erscheinen aber die Vergleichsmittel nicht ausreichend. Es ließen sich nur auf Grund des von Trabert für die Station Trins ermittelten Wärmeganges mit den von Hann für Nordtirol abgeleiteten Reduktionszahlen für die Isohypsen 1500 bis 2100 Wärmekurven erzielen, aus denen sich folgende Schnittzeiten der mittleren Tagestemperatur mit der 0⁰-Linie ergaben:

Seehöhe .	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100
Abstieg .	16./XI.	13./XI.	10./XI.	8./XI.	5./XI.	2./XI.	30./X.
Aufstieg .	22./III.	26./III.	31./III.	5./IV.	10./IV.	15./IV.	20./IV.
Dauer	126	133	141	148	156	164	172

Mit diesen Werten bekommt man als schneeigen Niederschlag im November 30·8, im März 49·7, im April 6·6, woraus mit den ganz als Schnee zu verrechnenden Niederschlägen der drei Wintermonate eine Gesamtschneemenge von 261·1 erwächst.

Diese Menge verteilt sich auf die Höhenzonen wie folgt:

1500—1600	1600—1700	1700—1800	1800—1900	1900—2000	2000—2100
39·3	41·0	43·1	44·5	45·9	47·3

Die Höhenzonen sind dabei als flächengleich angenommen, was insofern zulässig ist, als sich das Val Schwern zwischen zwei parallel

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

(gegen SO) verlaufenden Grenzkämmen in gleichbleibender Breite emporzieht.

Dieses aus der zeitlichen Verteilung des Schneefalles gewonnene räumliche Verteilungsbild des Schneeabsatzes wandelt sich in bezug auf die Schneeschmelze wieder in ein zeitliches um, da sich diese in der untersten Zone zuerst, in der obersten zuletzt vollzieht.

Schneeverhältnisse.

Für die Südseite der Solsteinkette wurden von mir[13] aus den Beobachtungen meines Vaters für das Höhenintervall 1500 bis 2100 *m* folgende Termine der temporären Schneegrenze *(T)* und des Abschmelzens der dauernden Winterschneedecke *(W)* gefunden:

	1500	1600	1700	1800	1900	2000	2100
T.	3./V.	11./V.	17./V.	23./V.	28./V.	2./VI.	6./VI.
W	11./IV.	21./IV.	29./IV.	12./V.	21./V.	27./V.	1./VI.
Δ	22	20	18	11	7	6	5

An der Südflanke des Serloskammes (Kamm zwischen Stubai und Gschnitz) mögen sich die Termine von *T* und *W* in 1500 *m* Höhe gegen die eben angeführten um 1 bis 1½ Wochen verfrühen, weil dort die als Wärmequelle wirkende, schon schneefreie Talsohle um 720 *m* nähergerückt ist (Inntal bei Innsbruck 570 *m*, Gschnitztal bei Trins 1190 *m*). Dieser Zeitvorsprung mag sich aber mit wachsender Höhe verringern, so daß das Abschmelzen des zur Speisung der Val Schwern-Quellen beitragenden Gebirgsschnees gegen Ende Mai sein Ende finden dürfte.

Als Schmelzbeginn dieses Schnees ist die Überschreitung des Gefrierpunktes durch die Temperatur der wärmsten Tagesstunde bei den genannten Quellen anzusehen. Diese Annahme setzt das Vorhandensein von Lücken in der Schneedecke voraus, durch welche Schmelzwasser in den Boden eindringen kann. Solche Lücken pflegen unter Koniferengehölz, wie solches (auch Krummholz) im Gelände gleich oberhalb der Quellen wächst — wenn nicht gerade Neuschnee alles wieder einhüllt —, im zusammengesinterten Altschnee vorhanden zu sein. Auch kleine Erdabrisse können Diskontinuitäten des Schneemantels bedingen. Eine weite Fortleitung von Wärme längs der Bodenoberfläche von dem schon aperen Gelände aus unter die Schneedecke hinein ist nicht anzunehmen, weil ja die Temperatur schon unter der jeweiligen Randzone des Schnees auf 0° herabgedrückt wird. In der Station Trins liegt die Temperatur

[13] F. v. Kerner, Untersuchungen über die Schneegrenze im Gebiete des mittleren Inntales. Denkschr. d. math.-naturwiss. Kl. d. Kais. Akad. d. Wiss. LIV. Bd., 1887.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

der wärmsten Tagesstunde im Frühling 3·6 über dem Tagesmittel. Erhöht man um diesen Betrag die für das Niveau der Val Schwern-Quellen erhaltene Wärmekurve, so schneidet diese die 0°-Linie am 18. Februar.

Der thermische Einfluß der Schneeschmelze auf die Quellen erstreckt sich über den aufsteigenden Ast der Jahreskurve des Unterschiedes zwischen der Quellentemperatur und der Bodentemperatur in der äquivalenten Tiefe. Dieser thermische Einfluß kann dem Zutritt der Schmelzwässer zeitlich überhaupt gleichgesetzt werden, denn insolange sich ein solcher Zutritt noch nicht oder nicht mehr in einer Temperaturdepression ausdrückt, kann er nur ein sehr geringfügiger sein; es muß da das zusickernde Schmelzwasser — wenn es die subterranen, im Winter schwachen Quellfäden erreicht — schon ganz die Temperatur der Umgebung angenommen haben. Daß jedoch der Zutritt von Schmelzwässern des Winterschnees überhaupt erst eine Neubelebung der Quellen bringen würde, diese im Laufe des Winters versiegen sollten und so die für sie über die kalte Jahreszeit ergänzten Temperaturen nur fiktive Werte wären, ist nicht anzunehmen. Schon die Tiefe der Quellen spricht gegen einen solchen Sachverhalt. Die Sommerregen, die Neuschneefälle im Herbst und die Kondensationen der Sommer- und Herbstnebel liefern genügend viel Wasser, um die Val Schwern-Quellen den Winter über lebend zu erhalten.

Für die Wendepunkte der Differenzkurve (Boden—Quellentemperatur) ergeben sich folgende Eintrittszeiten:

Quelle *A*.	.12./III.,	23./VII.	Quelle *C'*	1./III.,	30./VIII.
B	.22./III.,	20./VII.	*D'*	15./III.,	13./IX.

Drei Wochen verstreichen, bis sich der Beginn der Schneeschmelze in der Tiefe der Quelle *A* (4·41) thermisch bemerkbar macht. Die Hälfte dieser Zeit vergeht, bis dies in der Tiefe der Quelle *B* (6·07) geschieht. Dieses langsame Vorrücken des Abkühlungsbeginnes entspricht der Geringfügigkeit der anfänglich einsickernden Wässer. Im Vergleich dazu vollzieht sich das Herabsinken der Wässer vom oberen Rande des Einzugsgebietes bis zu den Quellen am Schlusse des Schmelzvorganges rasch: 57 Tage (zirka 28. Mai bis 23. Juli).

Die Temperaturbewegung der Quellen im Verlaufe der Schneeschmelze erscheint als das Wechselspiel zweier durch dieselbe Ursache angeregter, einander widerstrebender Vorgänge. Je höher die Sonne steigt und je wärmer es wird — im Jahreslaufe — desto rascher schmilzt der Schnee und desto mehr kann er zur Erniedrigung der Quellenwärme beitragen. Mit dem Emporrücken der Schneegrenze verlängert sich aber der Weg, den das Schmelzwasser bis zu den Quellen zurücklegen muß. Auf diesem Wege ist es erwärmenden Einflüssen ausgesetzt. Die im Laufe des Frühlings selbst schon Temperaturen über 0° annehmenden Niederschläge werden bei der Be-

©Akademie der Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

rührung mit den reichlich besonnten obersten Bodenschichten erwärmt und erhöhen bei ihrem Eindringen in die Tiefe die Schmelzwassertemperatur. Diese thermische Gegenwirkung muß sich im Laufe des Schmelzprozesses auf Kosten der primären Wirkung verstärken, so daß es zur Überschreitung eines Maximumwertes kommt. Diesem entspricht das Minimum der Quellentemperatur. Es tritt bei den Quellen *A* und *B* einen Monat vor dem Ende der thermischen Einwirkung der Schneeschmelze auf die Quellen ein und entspricht — zur Verspätung dieses Endes gegenüber dem Ende der Schmelze proportional berechnet — der Winterschneegrenze am 8. Mai in 1770 *m* Höhe.

Daß die Quelle *C'* als früheste auf den Beginn der Schneeschmelze thermisch reagiert, erklärt sich daraus, daß sie am Rande der Talrinne unterhalb eines Hanges entspringt, an dem die Schneedecke dünner und lückenhafter als in der Mitte der Rinne ist. Daß bei dieser Quelle und bei *D'* die Extreme der Differenzkurve weiter auseinanderliegen als bei *A* und *B*, entspricht — wie auch die Verspätung ihrer Minima — dem Umstande, daß zu diesen Quellen die Schmelzwasserströmung des Talweges viel langsamer vordringt. Daß sich bei Quelle *B* für das Ende der thermischen Einwirkung der Schneeschmelze ein um ein paar Tage früherer Zeitpunkt ergibt als bei A — die Extrapolation ist bei der Flachheit des Kurvenscheitels unsicher —, kann in der einen thermischen Ausgleich mit der Umgebung begünstigenden, viel geringeren Wasserführung der tieferen Quelle seinen Grund haben.

Als mein Vater seine Untersuchungen[14] über die Quellentemperaturen in Nordtirol durchführte, galt der Hochgebirgswinter auch in physikalischer Hinsicht als ein Noli me tangere. Hier wurde versucht, in dieses Reservatgebiet auf dem Umwege der Rechnung einzudringen. Im Zeitalter des Schneeschuhs könnten aber fortlaufende Messungen von Quellen- und Bodentemperaturen im Gebirge in Übung kommen. (Der Ausfall einzelner Messungen wegen Lawinengefahr wäre in Kauf zu nehmen.) Es wäre an der Zeit, auch eine „Mikrohydrologie" ins Leben zu rufen, welche sich das Ziel setzte, das verwickelte Wechselspiel zwischen geo- und hydrophysikalischen Vorgängen im Gebirge mit den jetzt zu Gebote stehenden instrumentellen Mitteln in allen seinen Feinheiten aufzuklären.

[14] Bearbeitet von mir: Untersuchungen über die Abnahme der Quellentemperatur mit der Höhe im Gebiete der mittleren Donau und im Gebiete des Inn. Diese Sitzungsber., CXII. Bd., 1903.